مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران
انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران
سال بیست و هفتم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۹۸، از صفحهٔ ۸۳۹ تا ۸۵۴

سنگ شناسی، زمین شیمی و خاستگاه گرانیت ریگ ملک، جنوب شرق زاهدان

سودابه ریگی، حبیب بیابانگرد*، حمیدرضا سلوکی

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

(دریافت مقاله: ۹۷/۹/۱۰، نسخه نهایی: ۹۸/۱/۱۷)

چکیده: توده گرانیتوئیدی ریگ ملک در شرق آتشفشان تفتان، جنوب شرق زاهدان و در پهنه زمین درز سیستان قرار دارد. این توده به سن الیگومیوسن درون فلیش‌های ائوسن نفوذ کرده و در محل تماس، دگرگونی مجاورتی ضعیفی را ایجاد نموده است. ترکیب سنگ‌شناسی این توده از گرانیت، سینوگرانیت، مونزوگرانیت، گرانودیوریت، تونالیت، پگماتیت و دیوریت است. این سنگ‌ها از کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، بیوتیت و هورنبلند تشکیل شده‌اند و بیشتر دارای بافت‌های دانه‌ای و پگماتیتی هستند. شواهد سنگ-شناسی گرانیتوئیدی کوه ریگ ملک از جمله وجود کانی‌های بیوتیت و هورنبلند نشان می‌دهد که این توده مانند گرانیت زاهدان بیشتر از نوع I هستند. بررسی‌های زمین شیمیایی نشان می‌دهد که آن دارای ماهیت آهکی قلیایی تا کمی مایل به قلیایی و متاآلومین با خاستگاه I، غنی از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) و عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE)، فقیر از عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) و عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) هستند. نمودارهای بهنجارشده نمونه‌ها نسبت به گوشته آغازین و کندریت نشان می‌دهد که نمونه‌ها در Eu تهی شدگی و اغلب الگوی مشابه دارند. ناهنجاری مثبت در عناصر Zr و Th و ناهنجاری‌های منفی در عناصر Nb, Sr و Ti نمونه‌ها مشابه الگوهای این عناصر در مناطق فرورانش است. براساس نمودارهای زمین‌ساختی ماگمایی، سنگ‌های گرانیتوئیدی ریگ ملک وابسته به محیط‌های برخوردی است. شواهد زمین‌شیمیایی نمونه‌های سنگی گرانیتوئید ریگ ملک نشان داد که جدایش بلوری تنها فرآیند موثر در دگرگونی‌های ماگمایی سازنده این توده نبوده، بلکه امکان وجود چند فاز یا ذوب‌بخشی یک فاز با درجات متفاوت نیز وجود داشته است. به نظر می‌رسد که تشکیل این توده گرانیتوئیدی در پهنه زمین درز سیستان وابسته به برخورد قطعه‌های لوت و افغان باشد.

واژه‌های کلیدی: *گرانیت ریگ ملک؛ زمین‌درز سیستان؛ آهکی قلیایی؛ گرانیت نوع I؛ زاهدان.*

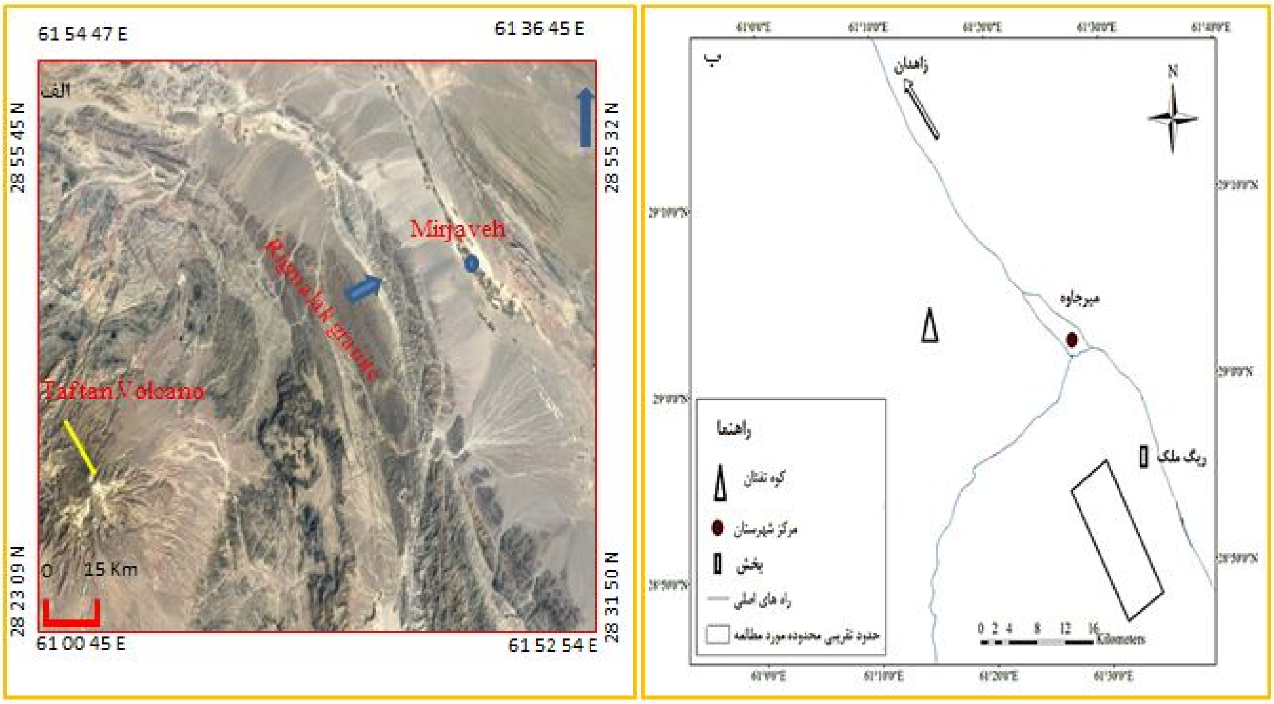
مقدمه

سنگ‌های گرانیتی از دیرباز مورد توجه پژوهشگران مختلف بوده‌اند. آنها بخش عمده‌ای از سنگ‌های پوسته قاره‌ای را شامل شده [۱] و اغلب به صورت باتولیت و استوک یافت می‌شوند. گرانیت‌ها اغلب کانی شناسی ساده‌ای دارند و بیشتر از کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم و کوارتز تشکیل شده‌اند [۲]. گرانیت‌ها از دیدگاه جایگاه زمین‌ساختی [۳، ۴]، شیمی عناصر اصلی [۵]، ماهیت برونبوم‌ها، وجود کانی‌های فرعی و رده‌بندی زایشی [۶]، بررسی شده‌اند. گرانیت‌ها براساس ماهیت خاستگاه در دو گروه I و S قرار می‌گیرند [۷، ۸]. گرانیت‌های نوع S به فراوانی گرانیت‌های نوع I نیستند، اما در بسیاری از نقاط جهان گزارش شده‌اند [۹،۱۰]. سنگ‌های گرانیتی نوع S اغلب پرآلومین و گرانیت‌های نوع I بیشتر متاآلومین هستند [۳، ۱۱].

توده گرانیتوئیدی ریگ ملک در انتهای بخش جنوب شرقی گرانیتوئید زاهدان و در شرق آتشفشان تفتان قرار دارد (شکل ۱ الف). این توده از نظر جغرافیایی بین طول‌های 61^{o} ′۵۵ تا 61^{o} ′۵۸ شمالی و عرض‌های 28^{o} ′۴۰ تا 28^{o} ′۵۳ شرقی واقع است. آسانترین راه دسترسی به این گرانیت، جاده آسفالته زاهدان- میرجاوه- ریگ ملک است که پس از طی۷۵ کیلومتر

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۵۳۴۰۸۵۲۶، پست الکترونیکی: h.biabangard@science.usb.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.8.7]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.839]



شکل ۱ الف: جایگاه گرانیتوئید ریگ ملک واقع در شرق و شمال شرق آتشفشان تفتان، جنوب شرق ایران (بر تصاویر ماهواره‌ای +ETM)، ب- راه‌های دسترسی به منطقه.

از زاهدان به شهرستان میرجاوه و سپس با طی ۳۵ کیلومتر به روستای ریگ ملک رسیده و با طی مسافت ۷۰ کیلومتر جاده خاکی، به منطقه مورد بررسی می‌رسیم (شکل ۱ ب). تاکنون بررسی زمین‌شناسی بر توده ریگ ملک انجام نشده است و تنها در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ نرمنو [۱۲] به آن اشاره شده است. پژوهش حاضر از نخستین بررسی‌های سنگ‌شناسی بر این توده است که در آن به مشخصات سنگ‌شناسی، زمین-شیمی و خاستگاه توده پرداخته می‌شود. این توده در ادامه جنوب‌شرقی باتولیت گرانیتی زاهدان قرار دارد و گرانیتوئید زاهدان پژوهش‌های گسترده‌ای بیشتر پیرامون سنگ‌شناسی، دایک‌های موجود در توده و جنس آنها، ترکیب شیمیایی کانی‌ها، دما و فشارسنجی، تعیین سن، دگرشکلی و ویژگی‌های مغناطیسی انجام شده است [۱۳-۲۵].

روش پژوهش

بازدیدهای صحرایی از واحدهای مختلف سازنده گرانیتوئید ریگ ملک، تعداد ۱۵۰ مقطع نازک تهیه و توسط میکروسکوپ قطبشی بررسی شدند. سپس از این میان، تعداد ۱۲ نمونه انتخاب و جهت انجام تجزیه شیمیایی به شرکت MS Analytical کانادا فرستاده شدند. در آنجا عناصر اصلی به روش طیف‌سنجی فلئورسانس پرتوی x (XRF) و عناصر فرعی و کمیاب به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) تجزیه شدند. برای تفسیر داده‌ها نخست نمودارها با استفاده از نرم افزارهای CorelDraw و GCDkit رسم گردید و نقشه زمین‌شناسی منطقه نیز با استفاده از نرم افزار ArcGIS تهیه شد (جدول ۱).

جایگاه زمین‌شناسی کوه ریگ ملک

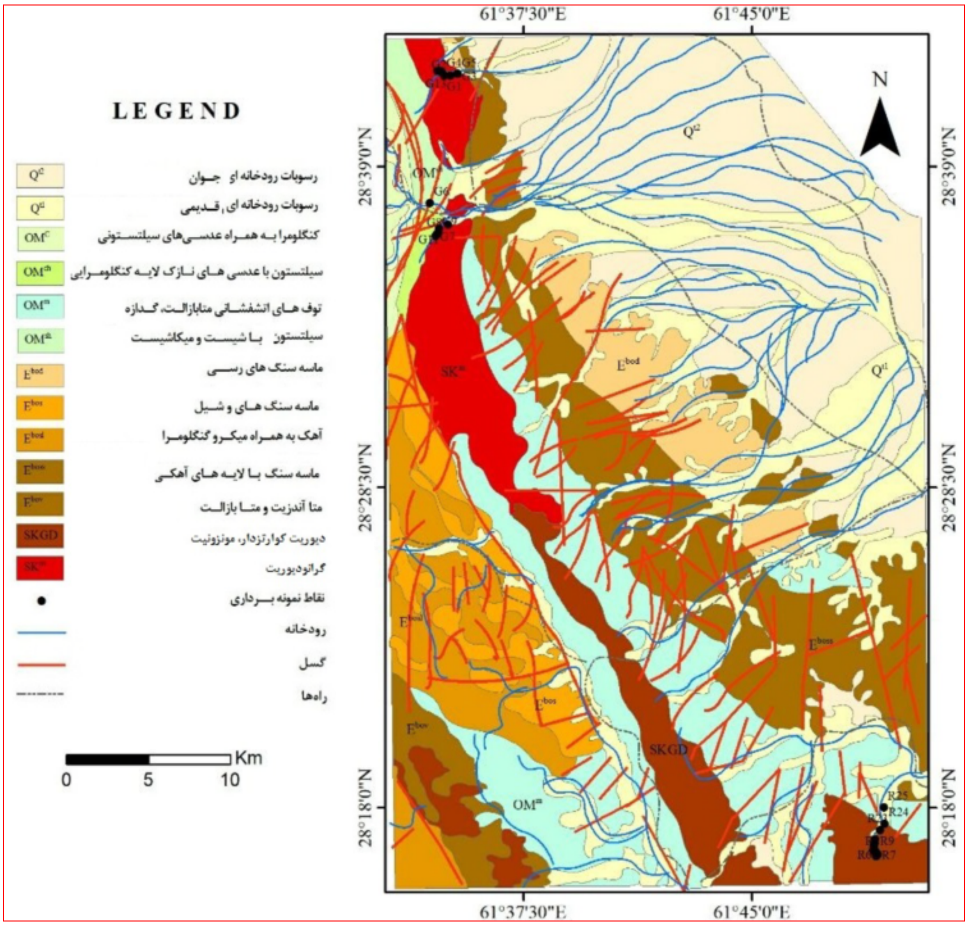
براساس بررسی‌های صحرایی، تصاویر ماهواره‌ای و نقشه زمین-شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ نرمنو [۱۲]، نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ در محیط نرم‌افزار GIS از منطقه مورد بررسی تهیه شد (شکل ۲). واحدهای موجود در منطقه شامل انواع متنوعی از سنگ‌های رسوبی با رخساره فلیش (ائوسن) هستند که توسط توده‌ی گرانیتوئیدی ریگ ملک (الیگو- میوسن) قطع شده و تا حدی دگرگون شده‌اند. این سنگ‌های دگرگونی در منطقه شامل فیلیت، اسلیت، ماسه سنگ دگرگونه، میکاشیست و آهک‌های متبلور هستند. واحدهای گرانیتوئیدی کوه ریگ ملک شامل گرانیت، گرانودیوریت، گرانیت میلونیتی (شکل ۳)، تونالیت، مونزوگرانیت، سینوگرانیت، پگماتیت و کمتر دایک‌های آندزیتی و داسیتی هستند. سنگ‌های گرانیتی (مونزو تا

سینوگرانیت) و گرانودیوریت‌ها دارای بیشترین گسترش با مکان‌نگاری خشن و مرتفع هستند که به صورت سنگ‌های تمام بلورین، روشن تا نیمه روشن، در مجموعه فلیشی برونزد یافته و باعث دگرگونی مجاورتی ضعیفی در آنها شده‌اند (شکل‌های ۳ الف و ب). مرز بین واحدهای آذرین و مرز آنها با سنگ‌های میزبان اغلب گسله است. در این واحدها می‌توان برونبوم‌های متاپلیت را مشاهده کرد (شکل ۳ پ). این برونبوم‌ها اغلب دارای شکل و لبه‌های نامشخص، تیره رنگ و غنی از کانی‌های میکایی و کوارتز هستند، در برخی از نمونه‌های آنها فلدسپار دیده می‌شود. به نظر می‌رسد که برونبوم‌ها قطعه‌هایی از سنگ-های میزبان (به ویژه مجموعه‌های فلیشی ائوسن) هستند که درون توده قرارگرفته‌اند و اغلب در لبه‌ها پخش‌شدگی به درون توده نشان می‌دهند. توده گرانیتی اغلب در لبه‌ها، میلونیتی شده و ساختار میلونیتی پیدا کرده است (شکل ۳ ت). لایه‌های روشن از کانی‌های کوارتز و فلدسپات و لایه‌های تیره از کانی‌های فرومنیزیم (به ویژه بیوتیت) تشکیل شده‌اند. میلونیتی شدن توده به احتمال زیاد ناشی از فعالیت‌های زمین‌ساختی گسل میرجاوه است.

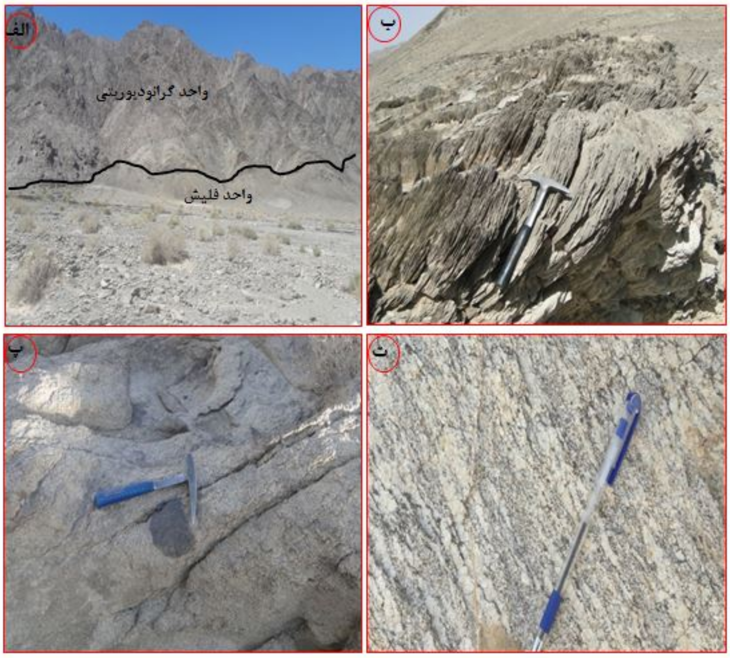
جدول ۱ داده‌های خام تجزیه نمونه‌های سنگی کوه ریگ ملک، عناصر اصلی با استفاده از روش XRF و عناصر فرعی با استفاده از روش ICP-MS (Gr= گرانیت، GD= گرانودیوریت، Di= دیوریت، AGi= فلسپار قلیایی گرانیت، SyG= فلسپار قلیایی گرانیت، Peg = فلسپار قلیایی گرانیت)،

نمونه	Di	GD	Gr	GD	GD	Gr	SyG	AG	AG	Peg	Gr	AG
SiO_2	۵۷٫۳۶	۶۳٫۴۸	۷۰٫۲۶	۶۵٫۰۲	۶۴٫۲۵	۷۰٫۸۱	۷۶٫۵۹	۷۵٫۶	۷۳٫۶۲	۷۵٫۲۹	۷۱٫۷۹	۷۶٫۷۳
Al_2O_3	۱۶٫۳۶	۱۶٫۲۵	۱۴٫۸۹	۱۴٫۹۳	۱۷٫۰۰	۱۳٫۴۵	۱۳٫۱۳	۱۲٫۶۲	۱۳٫۶۷	۱۳٫۶۷	۱۴٫۴۲	۱۳٫۴۳
CaO	۷٫۶۲	۶٫۷۸	۳٫۶۹	۴٫۹۶	۵٫۱۷	۳٫۴۷	۱٫۰۳	۰٫۷	۰٫۲۳	۰٫۶۹	۲٫۹۶	۰٫۷
Fe_2O_3	۷٫۷۳	۴٫۲۷	۲٫۷۵	۳٫۷۵	۵٫۰۰	۲٫۷۸	۰٫۶۶	۰٫۶۵	۰٫۳۵	۰٫۷۵	۱٫۴۸	۰٫۵۳
K_2O	۱٫۳۶	۲٫۲۶	۱٫۸۵	۳٫۷۱	۲٫۱۴	۳٫۳۸	۳٫۳۷	۴٫۴۸	۴٫۹۲	۲٫۳۸	۳٫۸۸	۳٫۳۹
MgO	۴٫۵	۲٫۷۱	۱٫۴۲	۱٫۷۵	۲٫۸۹	۱٫۲۸	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۴	۰٫۱۱	۱٫۰۱	۰٫۰۹
MnO	۰٫۱۳	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۸	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۱
Na_2O	۱٫۸۵	۱٫۷۵	۳٫۱۸	۳٫۰۷	۲٫۶۵	۲٫۵	۴٫۳۶	۳٫۹۵	۴٫۴۴	۴٫۰۹	۲٫۸۸	۳٫۳۹
P_2O_5	۰٫۱۸	۰٫۰۸	۰٫۱۶	۰٫۰۶	۰٫۱۷	۰٫۱۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۱۲	۰٫۰۱
TiO_2	۰٫۹۶	۰٫۴۶	۰٫۵۹	۰٫۵۱	۰٫۵۳	۰٫۴۸	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۴۸	۰٫۰۵
LOI	۱٫۹۵	۱٫۸۹	۱٫۱۷	۲٫۱۹	۲٫۵۳	۰٫۱۲	۱٫۶۸	۱٫۸۸	۱٫۰۵	۲٫۲۸	۰٫۹۳	۱٫۶۷
Ba	۳۴۱٫۱	۱۳۸٫۶	۳۸۲٫۲	۱۱۹۶٫۱	۴۲۱٫۱	۶۹۴	۶۷٫۶	۳۳٫۱	۵۵۲٫۶	۷۹٫۱	۹۰۷٫۹	۲۰۲۲
Ce	۴۶٫۳	۳۶٫۱	۵۰٫۸	۱۱۴٫۲	۸۱٫۵	۱۰۴٫۷	۱۷٫۸	۳۱	۳۹٫۸	۲۹٫۱	۷۰٫۸	۲۱٫۹
Cs	۲٫۱۳	۳٫۲	۴٫۷۴	۴٫۶۳	۴٫۰۳	۸٫۱۶	۵٫۴۹	۳٫۹۸	۳٫۷۶	۳٫۲۳	۹٫۸۱	۳٫۳۸
Dy	۳٫۰۱	۲٫۱۳	۲٫۶	۲٫۵۸	۳٫۸۹	۳٫۵۱	۲۶۸	۳٫۷۹	۳٫۹۲	۳٫۶۴	۳٫۰۶	۲٫۱
Er	۲٫۳۸	۱٫۳۲	۱٫۵۸	۱٫۱۹	۲٫۴۳	۱٫۷۸	۲٫۰۷	۱٫۶۸	۱٫۵۹	۱٫۰۷	۱٫۸۴	۱٫۳۹
Eu	۱٫۳۵	۰٫۹۶	۱٫۳۶	۰٫۸۹	۱٫۴۷	۱٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۰۹	۰٫۳۳	۰٫۱۱	۰٫۸۷	۰٫۰۳
Gd	۴٫۹۲	۳٫۱۲	۴٫۸۷	۵٫۵۲	۳٫۸۵	۴٫۷	۴٫۵۴	۴٫۹۱	۵٫۷۲	۳٫۰۳	۵٫۲۹	۳٫۲۲
Hf	۴٫۹	۴٫۶	۶٫۱	۳٫۸	۴٫۷	۴٫۹	۳	۲۹	۲۳	۲	۴٫۶	۲
La	۲۲۵	۱۸٫۶	۲۵٫۱	۶۲٫۸	۴۳٫۴	۵۴٫۹	۹٫۹	۱۴	۲۱٫۵	۱۲۵	۳۹٫۷	۱۱
Lu	۰٫۳۷	۰٫۲	۰٫۲۱	۰٫۱۵	۰٫۳۳	۰٫۲۱	۰٫۳۱	۰٫۳۸	۰٫۳۴	۰٫۲۷	۰٫۲۹	۰٫۲۴
Nb	۱۲۹	۷٫۶	۹٫۸	۴٫۵	۱۰٫۵	۹٫۲	۵٫۲	۱۴٫۱	۵	۲۵٫۵	۱۲۳	۱۷
Nd	۲۲۳	۱۴	۱۹٫۷	۳۸٫۵	۳۰٫۸	۳۷٫۷	۵٫۷	۱۱٫۹	۱۳٫۹	۱۲	۲۳٫۹	۷٫۹
Rb	۵۳٫۹	۶۱٫۴	۶۴	۱۰۳	۸۶٫۱	۱۱۴٫۱	۱۰۳٫۴	۱۴۶٫۷	۱۶۲٫۷	۱۲۶٫۴	۱۴۱٫۵	۱۴۳٫۹
Sm	۴٫۴۲	۲٫۶۴	۳٫۶۲	۶٫۲۲	۵٫۵۴	۶٫۴۱	۱٫۳۴	۳٫۴۶	۳٫۰۳	۳٫۹۳	۴٫۱۹	۱٫۷۸
Sr	۴۸۷٫۹	۲۵۴٫۴	۳۷۸	۶۱۶٫۱	۴۵۰٫۲	۳۹۲٫۶	۳۲	۲۶٫۳	۲۲۲٫۸	۶۱٫۴	۳۴۷٫۶	۹۷٫۹
Ta	۰٫۷	۰٫۵	۰٫۷	۰٫۴	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۴	۰٫۷	۰٫۶۱	۱٫۷	۰٫۳	۱٫۷
Tb	۰٫۷۱	۰٫۵۳	۰٫۷۵	۰٫۷۵	۰٫۶۵	۰٫۷۷	۰٫۶۹	۰٫۷۴	۰٫۸۲	۰٫۵	۰٫۸۲	۰٫۶۳
Th	۱٫۳۲	۵٫۴۱	۱۱٫۰۵	۱۸٫۸۲	۲۴٫۴۸	۲۴٫۲۸	۵٫۲۲	۱۴	۱۲٫۶۴	۱۳٫۱	۲۴٫۸۸	۱۱٫۷۸
Tm	۰٫۳۲	۰٫۱۹	۰٫۲۱	۰٫۱۴	۰٫۳۲	۰٫۲۲	۰٫۳۱	۰٫۳۶	۰٫۳۶	۰٫۳۳	۰٫۲۶	۰٫۲۱
Y	۲۰٫۷	۱۱٫۹	۱۵٫۱	۱۱٫۷	۲۱٫۷	۱۸٫۳	۱۸٫۴	۱۴٫۲	۲۴٫۹	۱۲٫۶	۱۷٫۹	۱۲٫۹
Yb	۲٫۱۹	۱٫۲۶	۱٫۳۷	۰٫۸۹	۲٫۰۸	۱٫۴۳	۱٫۹۷	۲٫۹۷	۲٫۲۵	۲٫۳۴	۱٫۶۸	۱٫۴۲
Zr	۱۷۱	۱۷۴	۲۳۱	۱۳۵	۱۷۶	۱۷۱	۴۹	۳۸	۳۲	۶۹	۱۶۷	۳۶
Eu/Eu*	۰٫۳۷۶	۰٫۲۷۳	۰٫۳۸۷	۰٫۲۴۸	۰٫۱۴۱	۰٫۳۷۱	۰٫۰۳۹	۰٫۰۲۵	۰٫۰۹۱	۰٫۰۳۰	۰٫۲۴۸	۰٫۰۸۳

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.8.7]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.839]



شکل۲ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی برگرفته از نقشه۱:۲۵۰۰۰۰ نره‌نو [۲] تهیه شده در محیط نرم افزار GIS با تغییرات.



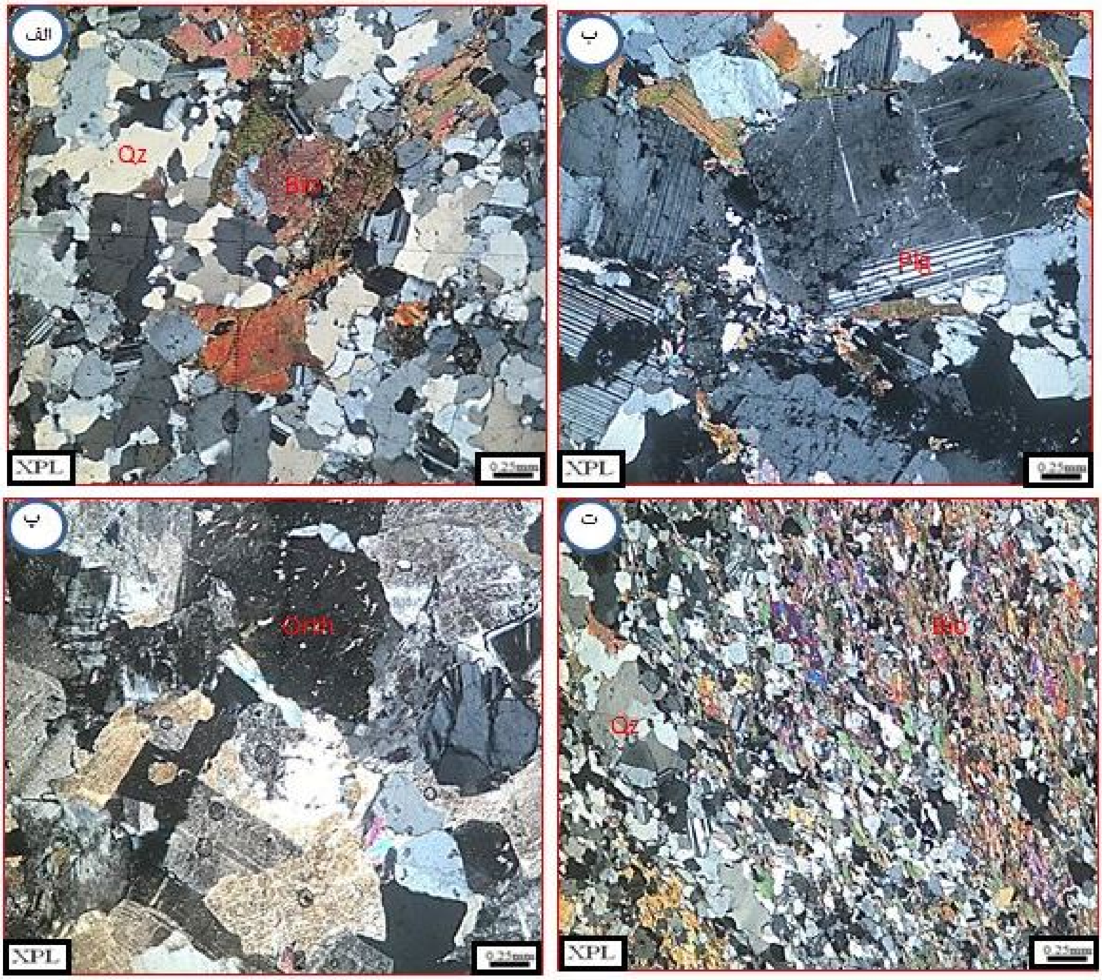
شکل ۳ الف: نمایی از مرز بین واحدهای گرانیتی کوه ریگ ملک با سنگ های میزبان فلیشی (دید جنوب شرقی)، ب- نمایی نزدیک از واحدهای اسلیت و فیلیت منطقه کوه ریگ ملک(جهت دید جنوب شرقی)، پ- ساختار میلونیتی و نواری در گرانیت میلونیتی شده کوه ریگ ملک. ت- برونبوم تیره رنگ (متاپلیتی) موجود در واحدهای گرانیتی.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.8.7]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.839]

سنگ‌نگاری

براساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، سنگ‌های سازنده واحد گرانیتوئیدی ریگ ملک بیشتر شامل گرانیت، گرانودیوریت، دیوریت، مونزونیت، سینوگرانیت و پگماتیت‌ها هستند که از کانی‌های ارتوکلاز، کوارتز، پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت تشکیل شده‌اند.

سنگ‌های گرانیتی (مونزو و سینوگرانیت) حجم قابل ملاحظه‌ای از سنگ‌های گرانیتی کوه ریگ ملک را به خود اختصاص داده‌اند و دارای بافت‌های دانه‌ای، گرافیکی، کرمی شکل و پگماتیتی هستند. کوارتز از کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها به شمار می‌رود (۲۵ تا ۳۰wt%). آنها به طور متوسط حدود ۰٫۵ تا ۲ میلیمتر هستند، به صورت بی‌شکل و پرکننده فضاهای خالی در بین کانی‌های دیگر رشد کرده‌اند (شکل ۴ الف). مهمترین فلدسپار این سنگ‌ها پلاژیوکلاز (۳۰ تا۳۵ wt%) است که به صورت بی‌شکل و نیمه شکل‌دار با ماکل چندریخت در اندازه‌های در حدود ۰٫۳ تا ۲ میلیمتر دیده می‌شوند. در بعضی از نمونه‌ها، این کانی تجزیه و به سریسیت و کانی‌های رسی تبدیل شده است. این کانی‌ها در بعضی از نمونه‌ها دربردارنده میانبارهایی از موسکوویت و زیرکن هستند (شکل ۴ ب). ارتوکلاز به صورت بی‌شکل و شکل‌دار در اندازه‌های ۰٫۸ تا ۲ میلیمتر، به طور متوسط ۳۵ تا ۴۰ درصد حجم کانی‌های این سنگ را تشکیل داده‌اند (شکل ۴ ب). مهمترین کانی تیره موجود در این سنگ‌ها بیوتیت (۱۰ تا ۱۵ wt%) است که به صورت صفحه‌ای با چندرنگی قهوه‌ای با ساختار نواری در بین کانی‌های دیگر رشد کرده است (شکل‌های ۴ الف و ب).



شکل۴ چند تصویر میکروسکوپی از واحدهای مونزوگرانیت و گرانودیوریت ریگ ملک: الف) بلورهای فلدسپات قلیایی، بیوتیت و کوارتز ب) بلورهای درشت پلاژیوکلاز، فلدسپات قلیایی، موسکوویت و بیوتیت، پ) بلورهای کوارتز، پلاژیوکلاز و بیوتیت، ت) بافت نواری در گرانیت‌های میلونیتی (همه تصاویر در نور قطبیده متقاطع با بزرگنمایی ۴۰ برابر تهیه شده‌اند. علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۲۶] هستند.

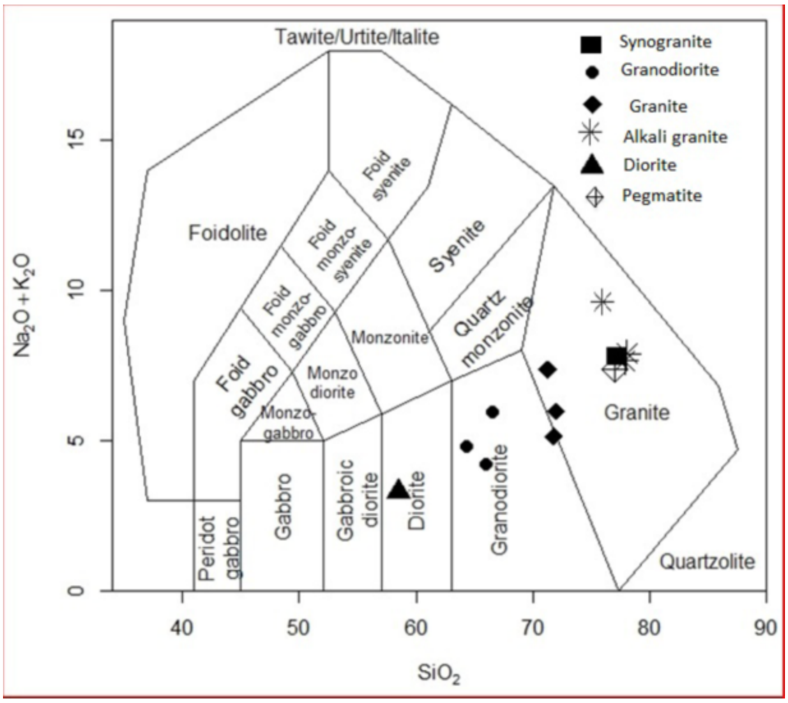
گرانودیوریت‌ها و سنگ‌های وابسته به آن‌ها چون دیوریت و تونالیت و انواع میلونیتی شده این سنگ‌ها بیشترین حجم از سنگ‌های گرانیتی کوه ریگ ملک را به خود اختصاص داده‌اند و اغلب دارای بافت‌های دانه‌ای و میلونیتی هستند. کوارتز موجود در این سنگ‌ها به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار (۲۰ تا ۲۵ wt%) و در اندازه‌هایی تا ۱/۵ میلیمتر هستند. کانی‌های پلاژیوکلاز به صورت شکل دار تا بی‌شکل (۴۰ تا wt% ۴۵)، شکسته شده و با ماکل چندریخت با اندازه کمتر از ۲ میلیمتر در بیشتر نمونه‌ها دیده می‌شوند (شکل ۴ پ). معمولی‌ترین فلدسپار قلیایی این سنگ‌ها ارتوکلاز است که به صورت کدر، شکل‌دار تا بی‌شکل در اندازه‌هایی تا ۱ میلیمتر (۱۵ تا wt% ۲۰) در بیشتر نمونه‌ها دیده می‌شود. کانی‌های هورنبلند و بیوتیت بیشتر به صورت شکل‌های کشیده تا بی‌شکل با رخ مشخص و در اندازه‌های از ۰/۱ تا ۲ میلیمتر (۵ تا wt% ۱۰) هستند. کانی موسکوویت اغلب به صورت بلورهای بی شکل تا نیمه شکل‌دار و پراکنده در بین کانی‌های دیگر رشد کرده و ثانویه است. دیوریت‌ها و تونالیت‌ها ویژگی‌های میکروسکوپی مشابه با گرانودیوریت ها دارند، اما از نظر مقدار کانی‌ها با آنها متفاوتند. پگماتیت‌ها حجم کمی از سنگ‌های گرانیتی کوه ریگ ملک را به خود اختصاص داده‌اند و اغلب دارای بافت پگماتیتی هستند. کانی‌های پلاژیوکلاز به طور متوسط ۵۵ تا ۶۵ درصد حجمی از کانی‌های این سنگ‌ها را به خود اختصاص داده‌اند. درشت بلورهای پلاژیوکلاز اغلب ماکل چندریخت و منطقه‌بندی دارند (شکل ۴ ب). ارتوز و میکروکلین اصلی‌ترین فلدسپات‌های موجود در پگماتیت‌ها هستند. اُرتوز تیره و فراوان‌تر از میکروکلین است و اغلب بافت پرتیتی و آنتی‌پرتیتی را در نمونه‌های پگماتیتی نشان می‌دهد. کوارتز به صورت درشت بلور و بی شکل با اندازه ۲ تا ۴ میلیمتر در بین سایر کانی‌ها دیده می‌شود. کانی بیوتیت به صورت درشت بلورهای نیمه شکل‌دار صفحه، با اندازه تا ۱/۵ میلیمتر در سنگ قابل مشاهده است.

همه واحدهای گرانیتی کوه ریگ ملک به ویژه در لبه‌ها در اثر تنش‌های فشارشی ناشی از گسل‌های منطقه (گسل میرجاوه) میلونیتی شده‌اند. کانی‌های موجود در این سنگ‌ها جهت یافتگی پیدا کرده‌اند و بافت‌های نواری را بوجود آورده‌اند (شکل ۴ ت).

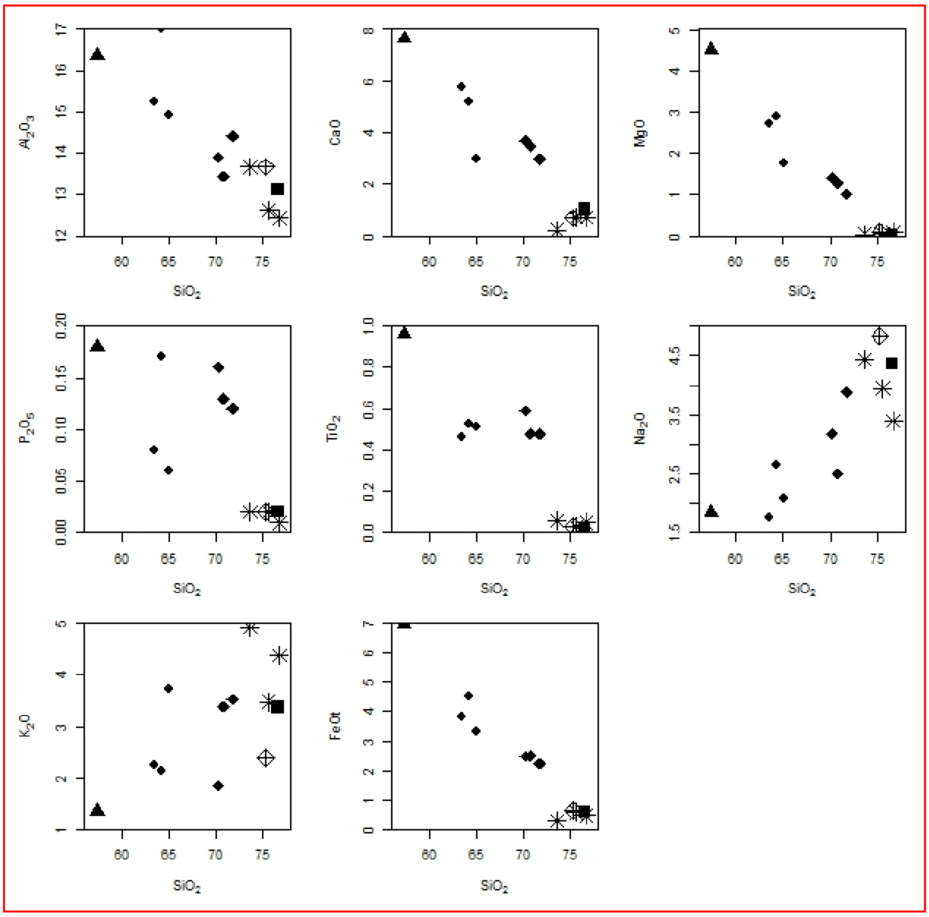
زمین شیمی

سنگ‌های تشکیل دهنده گرانیت ریگ ملک در نمودار رده-بندی TAS [۲۷-۲۹] در گستره گرانیت، گرانودیوریت و دیوریت قرار دارند (شکل ۵). نمودارهای تغییرات شیمیایی (نمودارهای هارکر) برای بررسی روابط سنگ‌زایی و تأثیر فرآیندهای ماگمایی چون تبلور جدایشی، ذوب‌بخشی، آمیختگی ماگمایی یا آلایش پوسته‌ای استفاده می‌شوند [۳۰]. براساس نمودارهای هارکر می‌توان تغییرات شیمیایی اکسیدهای اصلی، فرعی و روند دگرگونی جدایش ماگمایی، ذوب‌بخشی، پدیده هضم و سرانجام تحرک‌پذیری عناصر را بررسی کرد [۳۱]. در همه نمودارهای هارکر عناصر اصلی (شکل ۶) و عناصر فرعی (شکل ۷)، به علت پیوسته بودن ترکیب شیمیایی سنگ‌ها، گستره تغییرات عناصر چندان مشهود نیست. نمونه‌های این توده گرانیتی در نمودارهای تعیین سری ماگمایی [۳۳،۳۲] در گستره سری آهکی قلیایی قرار دارند (شکل ۸). این واحد گرانیتی براساس شاخص اشباعی آلومینیوم [۳۴،۱۱]، در گستره متاآلومین تا کمی پرآلومین قرار دارد (شکل ۹). در نمودارهای تفکیکی گرانیتوئیدها، نمودار Zr نسبت به SiO_2 [۳۵] (شکل ۱۰ الف) و نمودار CaO نسبت به FeO [۳۶] (شکل ۱۰ ب)، نمونه‌های مورد بررسی در گستره I قرار دارند. در نمودارهای تفکیک زمین‌ساختی بر پایه عناصر اصلی و فرعی از جمله نمودار مرجع [۳۷] (شکل ۱۱) و مراجع [۳۸-۴۰] (شکل ۱۲)، سنگ‌های سازنده گرانیت ریگ ملک در گستره گرانیت‌های وابسته به قوس‌های برخوردی قرار دارند. الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۴۱] در شکل ۱۳ آورده شده است. دیده می‌شود که الگوی همه سنگ‌ها به موازات هم نیست، به طوری که نمونه‌های دگرگونه‌تر مثل گرانیت‌های قلیایی نسبت به نمونه‌های مافیک‌تر مقادیر LREE/HREE کمتری دارند و این نشان می‌دهد که آنها تنها نتیجه جدایش از یک ماگمای یکسان نبوده‌اند، بلکه ممکن است برآمده از چند فاز یا ذوب بخشی یک فاز با درجات متفاوت نیز باشند که در این مورد احتیاج به بررسی‌های ایزوتوپی است. در این نمودار، غنی‌شدگی بیشتر در عناصر خاکی نادر سبک (LREE) مانند: La، Pr، Nd و Pm و غنی‌شدگی کمتر در عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) مانند Ho، Er، Tm، Yb و Lu دیده می‌شود که از ویژگی‌های بارز ماگماهای آهکی قلیایی است [۴۲]. مقدار Eu با حضور یا عدم حضور پلاژیوکلاز کنترل می‌شود [۴۳].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.8.7]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.839]

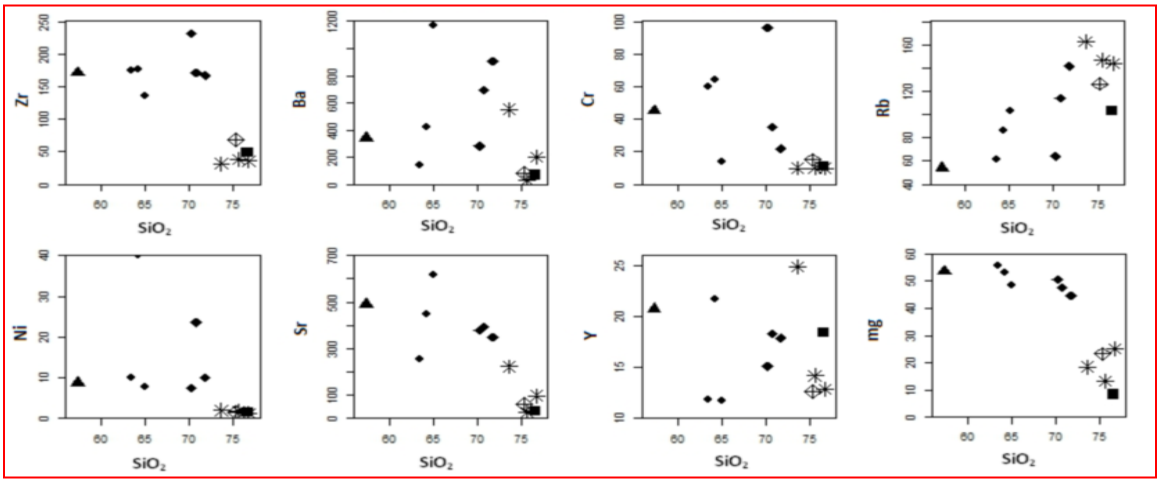


شکل ۵ جایگاه سنگ‌های کوه ریگ ملک در نمودار رده‌بندی سنگ‌های آذرین [۲۹] که نمونه‌ها در گستره‌های گرانیت‌ها، گرانودیوریت‌ها، دیوریت‌ها و مونزودیوریت‌ها قرار دارند. در همه نمودارهای زمین شیمیایی از نشانه‌های به کار رفته در این شکل استفاده شده است.

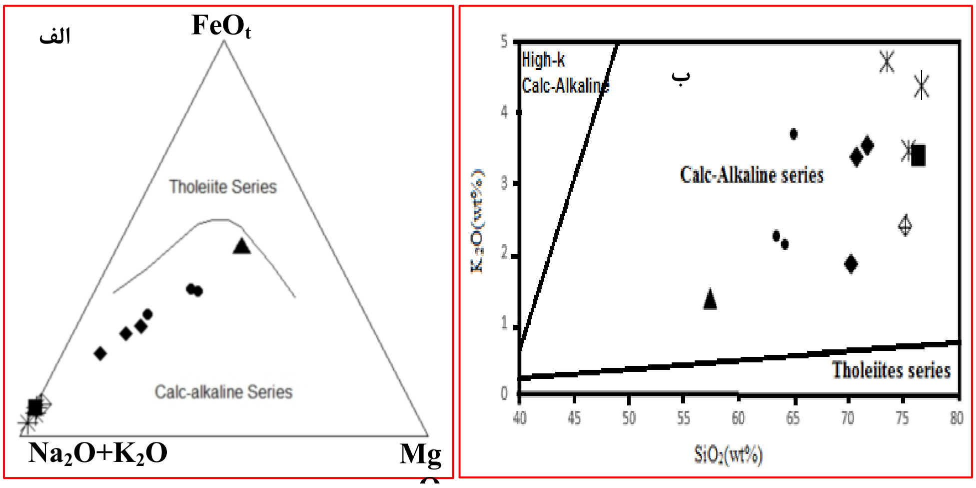


شکل ۶ نمودارهای هارکر عناصر اصلی نمونه‌های کوه ریگ ملک.

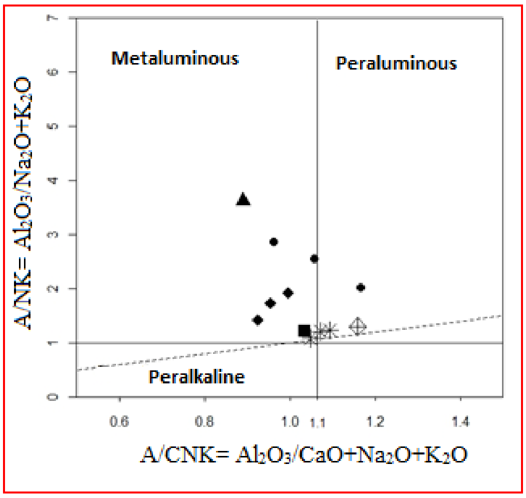
[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.8.7]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.839]



شکل ۷ نمودار هارکر عناصر فرعی و کمیاب برای سنگ‌های مورد بررسی.

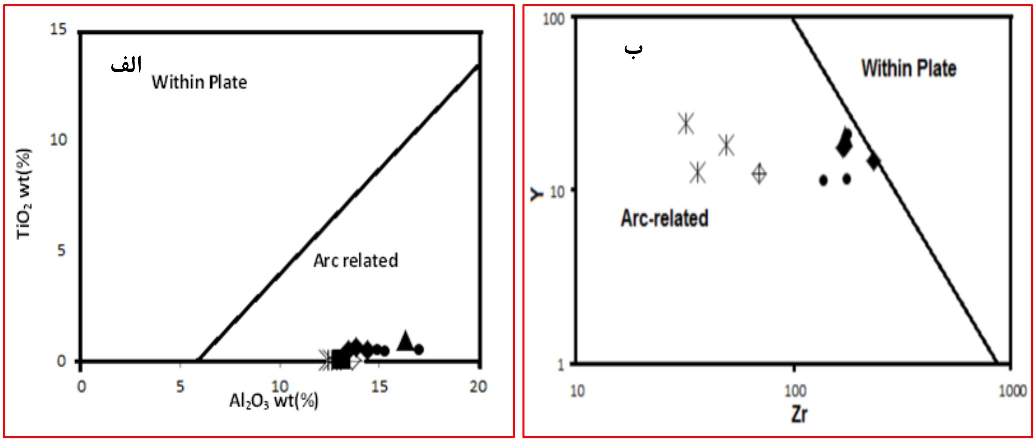


شکل ۸ جایگاه نمونه‌های مورد بررسی بر الف) نمودار AFM برای تعیین سری ماگمایی [۳۲] و ب) نمودار K_2O نسبت به SiO_2 [۳۴] که در هر دو نمودار نمونه‌ها در گستره آهکی قلیایی قرار دارند.

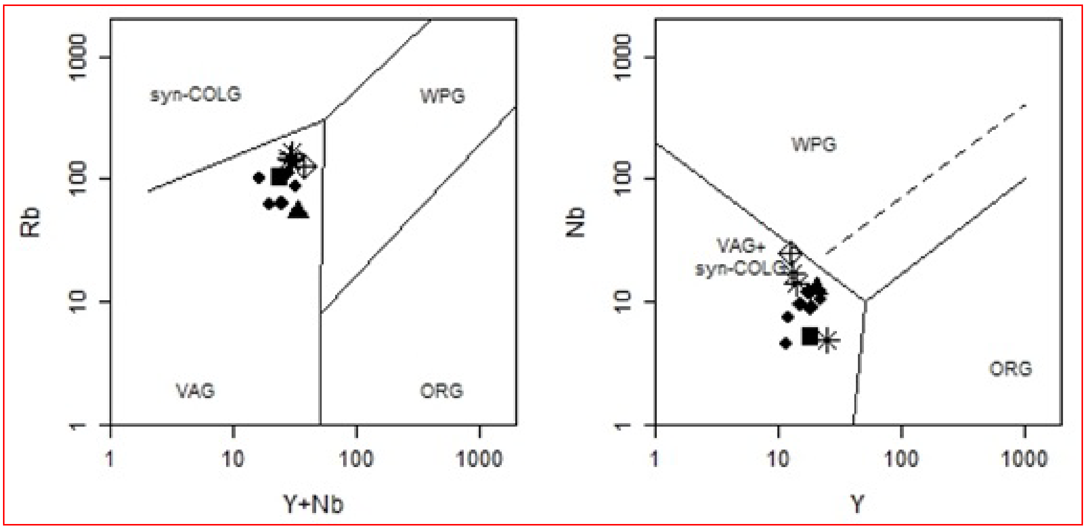


شکل۹ جایگاه نمونه‌های سنگی منطقه ریگ ملک بر نمودار شاخص آلومینیوم [۱۱، ۳۴] که بیشتر نمونه‌ها در گستره متاآلومین و کمی پرآلومین قرار دارند.

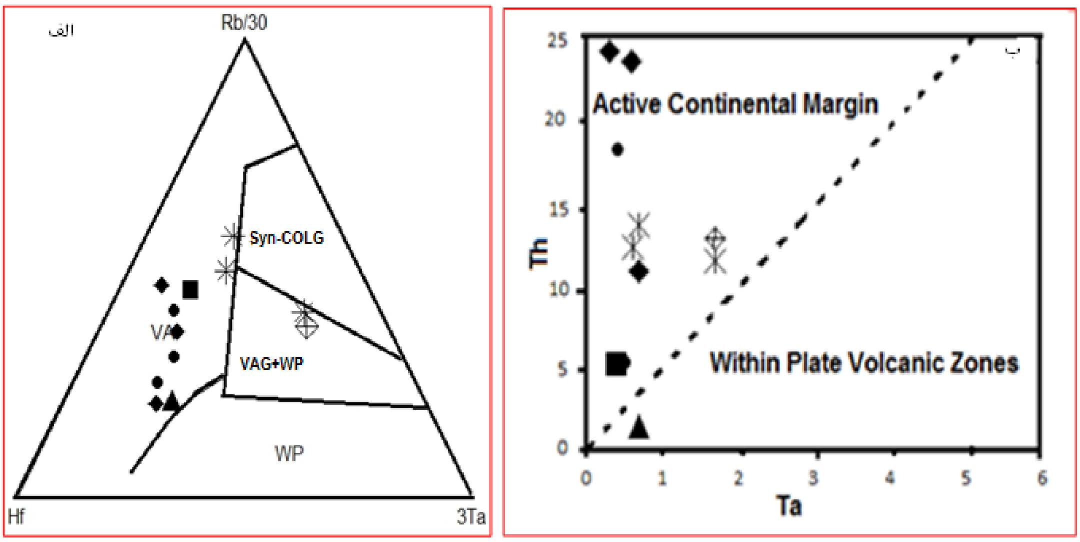
[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.8.7]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.839]



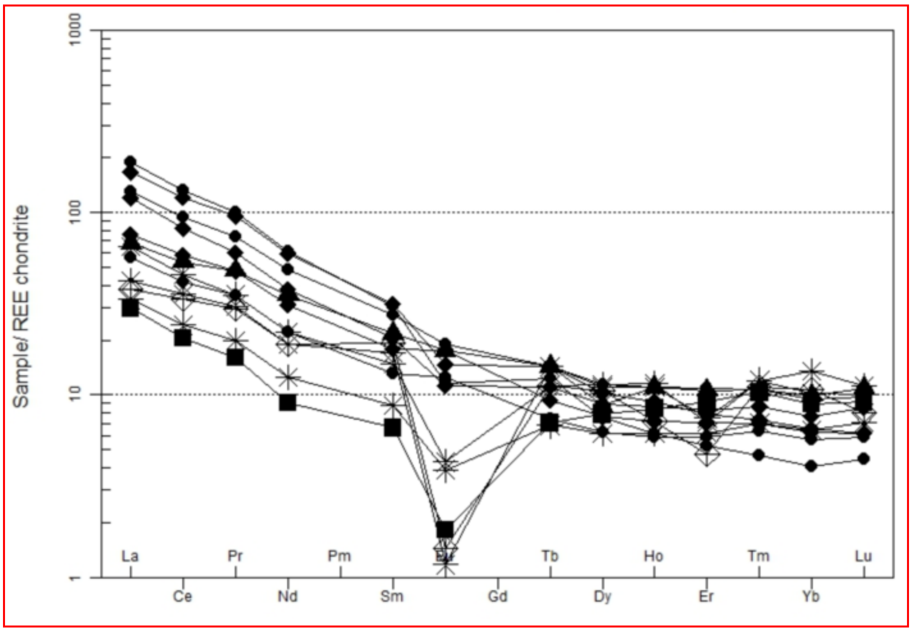
شکل ۱۰ الف: جایگاه سنگ‌های مورد بررسی در نمودار TiO_2/Al_2O_3 نسبت به Zr/Al_2O_3 [۳۶]که سنگ‌های ریگ ملک در گستره کمان قاره‌ای پس از برخورد و کمان اقیانوسی اوّلیّه و قدیمی قرار دارند و ب) جایگاه نمونه‌های سنگی ریگ ملک در نمودار Zr نسبت به Y [۳۷].



شکل۱۱ نمودارهای Rb/Y+Nb و Nb/ Y [۳۸] که براساس آنها، سنگ‌های مورد بررسی در گستره گرانیت‌های قوس‌های آتشفشانی قرار دارند.



شکل۱۲ نمودارهای مراجع [۳۹،۴۰] که براساس آنها، سنگ‌های مورد بررسی در گستره‌ی کرانه فعال قاره‌ای قرار دارند.



شکل۱۳ نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۴۱].

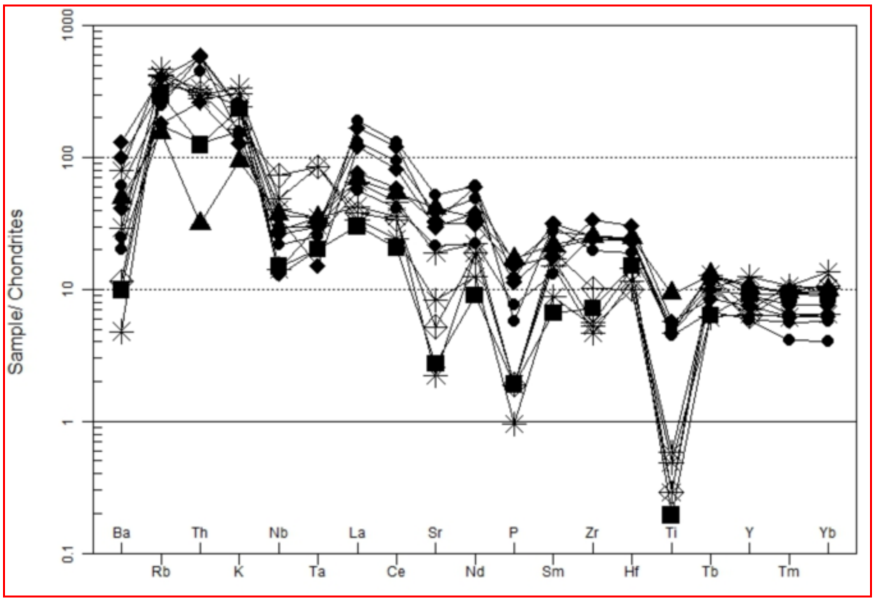
بنابراین خارج شدن فلدسپار از یک مذاب فلسی از راه تبلور بخشی (تبلور جزء به جزء) یا ذوب‌بخشی سنگی که فلدسپار در خاستگاه آن باقی مانده است، باعث بی‌هنجاری منفی Eu در مذاب می‌شود [۴۴،۳۱]. بیهنجاری Eu به گریزندگی اکسیژن و جدایش پلاژیوکلاز بستگی دارد [۳۰] به احتمال زیاد بیهنجاری منفی Eu ناشی از خروج این عنصر به وسیله پلاژیوکلاز در فازهای پیشین تبلور است (شکل ۱۳). مقدار Eu/Eu* در نمونه‌ها کمتر از یک است که نشان‌دهنده‌ی دگرگونی ماگماهای سازنده این سنگ‌هاست. به دلیل ضریب توزیع بالای HREEها در گارنت، در اغلب موارد الگوی شیب-دار عناصر خاکی نادر را به گارنت باقی مانده در خاستگاه نسبت می‌دهند [۴۵]. البته در واقع، الگوی شیبدار REE همیشه نیازمند وجود گارنت در خاستگاه نیست. در صورت نبود گارنت در خاستگاه، الگوی شیبدار می‌تواند به علت وجود آن در رسوب‌های در حال ذوب باشد [۴۶]. گاهی نیز عامل دگرنهادی از جایی شکل گرفته است (به عنوان مثال گوشته‌ی عمیق یا رسوب‌های فرورانده شده) که گارنت به عنوان فاز باقی مانده وجود دارد [۳۰]. نمودارهای عنکبوتی عناصر فرعی بهنجار شده نسبت به کندریت [۴۷] در شکل ۱۴ آورده شده است. براساس این نمودار، سنگ‌های سازنده توده گرانیتوئیدی ریگ ملک از عناصر Th، K و Rb نسبت به کندریت غنی‌شدگی و در عناصر P، Ti، و Sr تهی‌شدگی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) مانند Th، Rb،La، K و Ce و تهی‌شدگی عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مانند: Nb، Ti و Zr و الگوهای زیگزاگی از ویژگی‌های بارز سنگ‌های ماگمایی وابسته به مناطق کرانه فعال قاره‌ای است [۴۸-۵۰] (شکل ۱۵). هر چند بعضی از پژوهشگران تهی‌شدگی Ti و Nb را به فرآیندهای تهی‌شدگی پیشین در سنگ‌های گوشته نیز نسبت داده‌اند [۵۱،۵۲] و مقدار پایین Ti و Nb نشانگر باقی ماندن این عناصر در خاستگاه طی ذوب و بیانگر حضور فازهای دیگر شامل این عناصر مانند روتیل، ایلیمنیت، آمفیبول پاراگازیتی تیتان‌دار، اسفن و آپاتیت در پوسته اقیانوسی فرورانده شده و یا گوه گوشته‌ای ذوب نشده است [۵۳،۵۴].

بحث

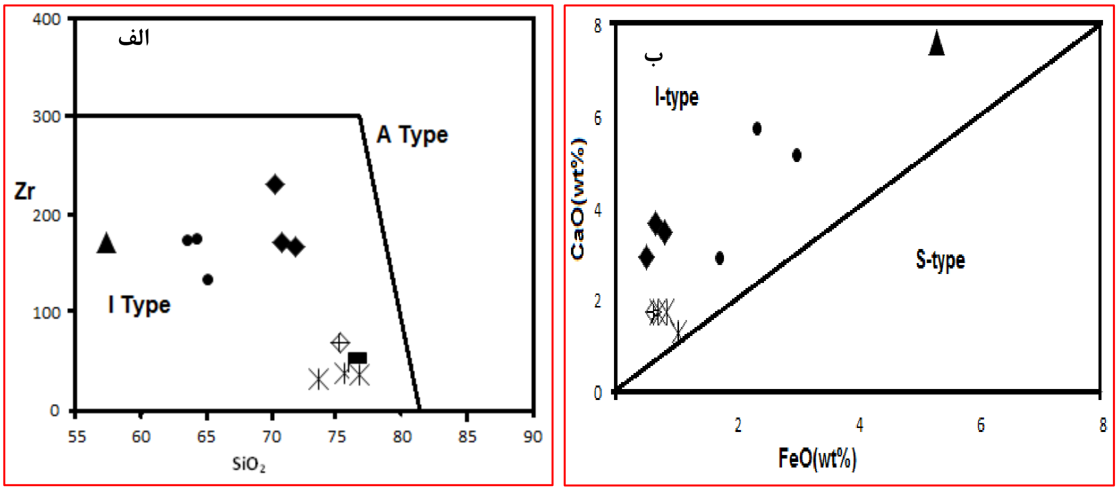
شواهدی چون حضور کانی‌های هورنبلند و بیوتیت، نبود موسکوویت‌های اوّلیه در سنگ‌های گرانیتی کوه ریگ ملک نشان می‌دهد که این توده بیشتر از نوع I است. البته وجود برونبوم‌های متاپلیت و پرآلومین بودن برخی از نمونه‌ها به احتمال زیاد ناشی از تاثیر سازنده‌های پوسته‌ای در تکامل ماگمای سازنده آن است. برای تفکیک خاستگاه گوشته‌ای و پوسته‌ای می‌توان از نسبت عناصر خاکی نادر استفاده کرد، این نسبت برای عناصر Nb/Ce و Nb/La در گوشته به ترتیب ۰/۳۹

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.8.7]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.839]

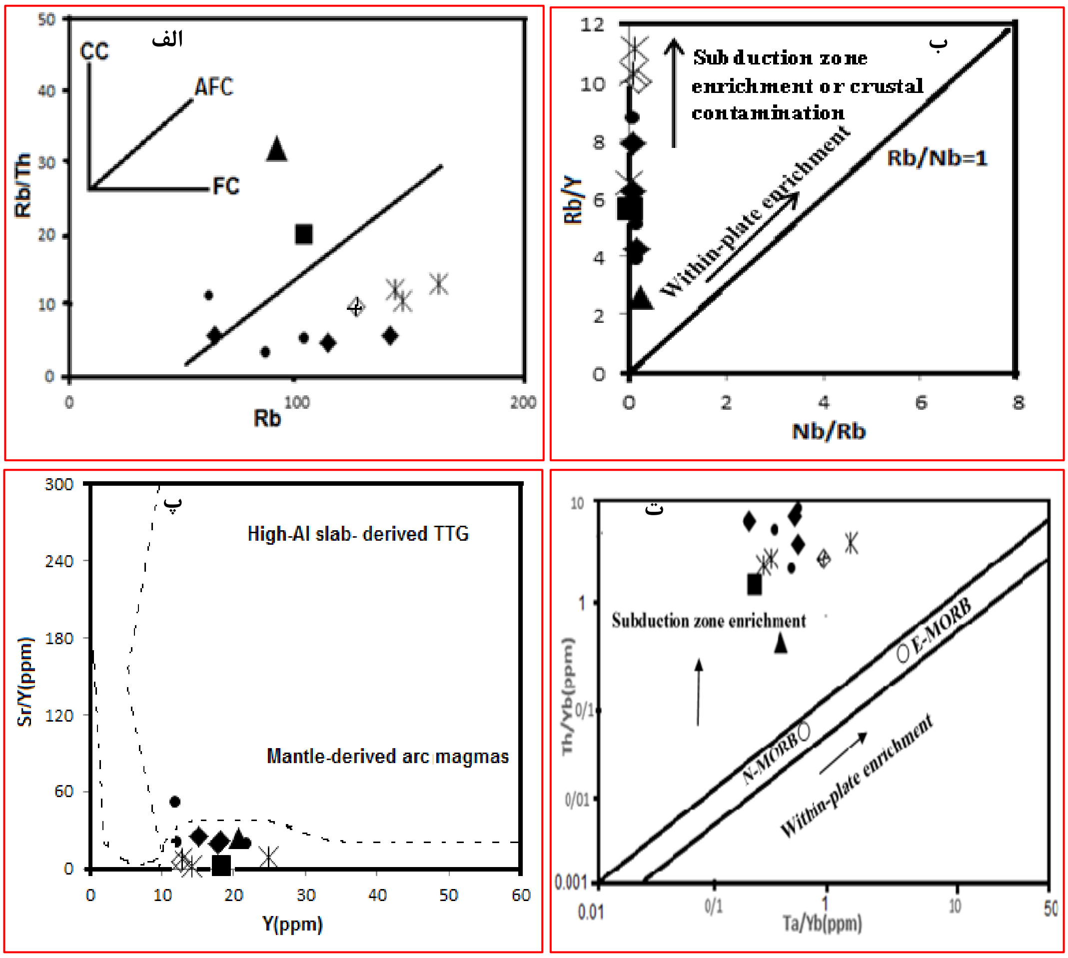
و ۱٫۰۱ [۵۵] و در پوسته ۰٫۲۳ و ۰٫۴۶ [۵۶] است. میانگین نسبت‌های Nb/Ce و Nb/La برای نمونه‌های منطقه مورد بررسی به ترتیب ۰٫۲۷ و ۰٫۵۸ است که بیانگر نقش مهم پوسته در تشکیل ماگمای سازنده سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه است. همچنین به منظور تعیین فرایندهای موثر بر تبلور جدایشی از نمودار Rb/Th نسبت به Rb [۵۸،۵۷] استفاده شد (شکل ۱۶ الف). در این نمودار، نمونه‌های منطقه مورد بررسی یک روند صعودی در جهت افزایش محور X وY را از خود نشان می‌دهند، که بیانگر تبلور جدایشی همراه با پدیده هضم (AFC) است. از این رو به احتمال زیاد پدیده هضم و آلایش پوسته‌ای در تغییر و دگرگونی سنگ‌های گرانیتوئیدی ریگ ملک نقش داشته است. نمودار Nb/Rb نسبت به Rb/Y که برای تشخیص غنی‌شدگی به وسیله سیال‌ها در پهنه فرورانش و آلایش پوسته‌ای استفاده می‌شود [۵۹] (شکل ۱۶ ب) نشان می‌دهد که نمی‌توان اثر آلایش پوسته‌ای را در تشکیل ماگمای سازنده سنگ‌های گرانیتی کوه ریگ ملک نادیده گرفت. غنی‌شدگی عناصر ناسازگار مانند Hf، Nd، K، Th، Rb و تهی‌شدگی عناصر سازگار Eu، Ba، Sr، P، Ti، Zr، Y و Sm نشان‌دهنده تولید ماگمایی برآمده از ذوب گوشته بالایی و دخالت پوسته قاره‌ای هستند [۶۰-۶۳]. این وضعیت در مورد سنگ‌های مورد بررسی نیز به چشم می‌خورد. از داده‌های زمین شیمیایی عناصر کمیاب Sr وY می‌توان برای تفسیر خاستگاه سنگ‌های آذرین استفاده کرد. نمونه‌های سنگی منطقه مورد بررسی در نمودار تغییرات Sr/Y نسبت به Y [۶۳] در گستره گرانیت‌های آهکی قلیایی قرار دارند (شکل ۱۶ پ). در نظام‌های قوسی‌قاره‌ای، ماگمای گوشته‌ای و یا ماگمای برآمده از مذاب ورقه اقیانوسی در حال فرورانش اگر توسط سیال‌ها غنی‌سازی شود و یا ترکیب آن در اثر آلایش پوسته‌ای تغییر کند، می‌تواند سنگ‌هایی با ترکیب دیوریت،گرانودیوریت و گرانیت ایجاد کند که به مدل AFC معروف است [۶۴]. برای تشخیص غنی شدگی به وسیله سیال‌ها در پهنه فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای از نمودار Ta/Yb نسبت به Th/Yb [۶۳] استفاده شد. براساس این نمودار (شکل ۱۶ ت)، سنگ‌های گرانیتوئیدی ریگ ملک غنی‌شدگی در پهنه فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای نشان می‌دهند. بنابر آنچه بیان شد، گرانیتوئید کوه ریگ ملک وابسته به گرانیت‌های پهنه‌های برخوردی بود و در این منطقه از پهنه زمین درز سیستان تشکیل آن مربوط با برخورد قطعه‌های لوت و افغان است.



شکل ۱۴ نمودار عنکبوتی عناصر فرعی بهنجار شده نسبت به کندریت [۴۷].



شکل ۱۵ الف: جایگاه نمونه‌های مورد بررسی در نمودار Zr/SiO_2 [۳۶] که همه نمونه‌ها در گستره گرانیت‌های نوع I قرار دارند. و ب) جایگاه نمونه-های مورد بررسی در نمودار FeO نسبت به CaO [۵۵] که در گستره گرانیتوئیدهای نوع I قرار دارند.



شکل۱۶ الف: نمودار تغییرات Rb نسبت به Rb/Th[۵۶]، روندهای مشخص شده در شکل عبارتند از CC: آلایش پوسته‌ای، AFC: تبلور جدایشی همراه با هضم و FC: تبلور جدایشی. ب) جایگاه سنگ‌های مورد بررسی در نمودار Ta/Yb(ppm) نسبت به Th/Yb(ppm)، که نمونه‌ها در پهنه فرورانش قرار دارند [۵۹]. پ) جایگاه سنگ‌های مورد بررسی در نمودار Y نسبت به Sr/Y بر اساس عناصر فرعی [۶۳] (TTG: تکامل تونالیت-ترونجمیت-گرانودیوریت‌های آرکئن) که سنگ‌های مورد بررسی در گستره گرانیت‌های آهکی قلیایی قرار دارند، ت) جایگاه نمونه‌های مورد بررسی در نمودار Nb/Rb نسبت به Rb/Y [۶۱].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.8.7]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.839]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.8.7]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.839]

برداشت

توده گرانیتوئیدی ریگ ملک از نظر سنگ‌شناسی از گرانیت (مونزو تا سینوگرانیت)، گرانودیوریت، دیوریت و پگماتیت تشکیل شده و در اثر فعالیت‌های زمین‌ساختی اغلب در لبه‌ها میلونیتی شده است. از نظر کانی‌شناسی، کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، ارتوکلاز و میکروکلین، بیوتیت و هورنبلند مهمترین کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها هستند و بافت بیشترآنها دانه‌ای است. البته می‌توان بافت‌های پگماتیتی، ریزدانه‌ای و گرافیکی را نیز در آنها مشاهده کرد. این توده درون فلیش‌های ائوسن برونزد یافته است و در محل تماس دگرگونی مجاورتی ضعیفی را ایجاد کرده است. در توده برونبوم‌های متاپلیت وجود دارد که غنی از کانی‌های میکایی و کوارتز هستند. وجود کانی‌های بیوتیت و هورنبلند در گروهی از سنگ‌های گرانیتوئیدی ریگ ملک نشان می‌دهد که این توده مشابه گرانیت زاهدان و بیشتر از نوع I است. این سنگ‌ها از نظر درجه اشباع از آلومینیم در گروه متاآلومین تا کمی پرآلومین قرار می‌گیرند. بررسی‌های زمین شیمیایی عناصر موجود در این سنگ‌ها نشان می‌دهد که سنگ‌های گرانیتوئیدی ریگ ملک دارای سری ماگمایی آهکی قلیایی بوده و از نظر زمین‌ساختی ماگمایی وابسته به محیط‌های برخوردی هستند.

قدردانی

نویسندگان مقاله از سردبیر محترم مجله، هیات تحریریه و نظرات و پیشنهادات بسیار سازنده داوران محترم کمال قدردانی می‌کنند.

مراجع

[1] Lameyre J., Bowden P., *"Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks"*. Journal of volcanology and geothermal research, 14(1982), 169.

[2] Barbarin B., *"A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments"*m, Lithos, 46(1999), 605– 626.

[3] Pitcher W.S., *"The nature and origin of granite"*. Chapman and Hall. (1983), 377pp.

[4] Martin R.F., Piwinskii A.J., *"Magmatism and tectonic setting"*, Journal of geophysics, 77(1972), 75-96.

[5] Debon F., Lefort P., *"A chemical mineralogical classification of common plutonic rock and association"*, R. Soc. Edinb., Trans., 73(1983), 135-149.

[6] Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C. D., *"A Geochemical classification for granite rocks"*, Journal of Petrology, (2001) 2033-204.

[7] Clarke D. B., *"Granitoid rocks"*, London, Chapman and Hall Publication, (1992) 289pp.

[8] Chappell B. W., White A. J. R., *"Two contrasting granite type"*, Pacific Geology, 8 (1974), 173-174.

[9] Healy B., Collins W.J., Richards S.W., *"A hybrid origin for Lachlan S-type granites: The Murrmbidgee Batholith example"*, Lithos, 78(2004), 197-216.

[10] Schermaier A., Hauns Chmind B., Finger F., *"Distribution of Variscan I and S-type granites in the eastern Alps: possible clue to unravel pre-Alpian basement structure"*, Tectonophysics, 272(1997) 315-333.

[11] Shand S.J., *"The Eruptive Rocks",* 2nd edn. New York: John Wiley, (1943), 444pp.

[12] Odinga M., Lioyd B., Squire A., Squire p., Griffiths p., Mc Cormic C., *"The Nare Now Geological map 1:250000"*, (1978).

[13] Tirrul R., Bell I. R., Griffis R. J., Camp V. E., *"The Sistan Suture Zone of eastern Iran",* Geological Society of America Bulletin 94(1983), 134-150.

[14] Hosseini M. R., *"Petrology and geochemistry of granitoids in southwest of Zahedan, MSc thesis, University of Tehran"*, Tehran, Iran, (2002) (in Persian).

[15] Sadeghian M., *"Magmatism, metallurgy and replacement mechanism of Zahedan granitoid, Ph.D. thesis, University of Tehran",* Tehran, Iran,(2004) (in Persian).

[16] Kashtagar Sh., *"Petrology, geochemistry and structural analysis of Zargoli granites. MSc thesis, University of Tehran",* Tehran, Iran, (2004), (in Persian).

[17] Boomeri M., Lashkaripour G., Gargich M., *"F and Cl in biotites from Zahedan granitic*

[29] Middlemost E. A. K., *"Naming materials in the magma/igneous rock system"*, Earth Science Reviews 37(1994), 215–224.

[30] Wilson M., *"Igneous petrogenesis",* Unwin and Hyman, London. (1989), 466pp.

[31] Rollinson H., *"Using Geochemical Data: Evaluation, presentation, interpretation"*, Longman, London, (1993) 352.

[32] Irvin T. N., Baragar W. R. A., *"Aguide to the chemical classification of the common rocks",* Canadian Journal of Earth Sciences.8 (1971):523-548.

[33] Peccadillo A., Taylor S.R., *"Geochemistry of Eocene calk-alkaline volcanic rock from the Kastamonu area, Northern Turkey"*, Contribution mineralogy and petrology. 58 (1976) 63-81.

[34] Maniar P. D., Picooli P. M., *"Tectonic discrimination of granitoids"*, Geological Society of America, 101(1989), 635-643.

[35] Muller D., Rock N.M.S., Groves D.I., *"Geochemical discrimination between Shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic setting*", Mineralogy and petrology 94, (1992) 259-289.

[36] Muller D., Groves D. I., *"Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization",* Lecture Notes in Earth Sciences, (1997) 56.

[37] Pearce J. A., Lippard S. J., Roberts S., *"Characteristics and tectonic significance of suprasubduction zone ophiolites. In: Kokelaar, B. P. & Ho Weles, M. F. (Eds) Marginal basin geology"*, Geological Society of London, Special Publications. 16(1984) 77-94.

[38] Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A., *"Geochemical characteristics of collision zone magmatism In Coward M.P., and Reis , A.C., eds , collision tectonics"*, Spec .puble . Geol .Soc .19 (1986) 67-91.

[39] Schandle E.S., Gorton M.P., *"Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments"*, Economic geology, (2002) 629-462.

[40] Thieblemont D., Tegyey M., *"Une discrimination des roches differenciees temoin de la diversite et de situation des magmas calco-alcalin*", C.R. Acad Sci paris t.319, serie (1994) 87-94.

rocks", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 13(2005), 80-94(in Persian).

[18] Rezaei Kahakhaee M., *"Investigation of Petrogenesis and Tectonics Setting of Lakhshak Granitoid, MSc thesis"*, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian) (2006).

[19] Kananian A., Rezaei Kahkhaee M., Ismaili M., *"Geology and Tectonic setting of Lahkhashk, granodiorite, northwest of Zahedan, Iran"*, Journal of Earth Sciences, 65 (2006) 126-143 (in Persian).

[20] Sadeghian M., Valizadeh M., *"Mechanism of replacement Northern part of Zahedan Granitoid"*, Earth sciences quarterly, 66(2007)134 - 159 (in Persian).

[21] Kashtagar Sh., Nazari M., *"Investigating deformation fabric and replacement mechanism of granites at the Northwest Zahedan (Kuh-e-Zargoli)"*, Journal of Applied Geology (2007), (in Persian).

[22] Ghasemi H., Sadeghian M., Khanalizadeh A., *"Investigating mechanism and formation Zahedan granitoids in southeastern Iran",* Earth Sciences Quarterly. 551(2008), 570- 578 (in Persian).

[23] Saravani F., Rezaii M., *"Investigation of mineral chemistry in Zargloli granitoid. MSc thesis, University of Tehran"*, Tehran, Iran, (2011) (in Persian).

[24] Mohammadi A.M., Burg J. P., Bouilhol P., Ruh J., *"U–Pb geochronology and geochemistry of Zahedan and Shah Kuh plutons, Southeast Iran: Implication for closure of the South Sistan suture zone",* Lithos. 248 (2016) 293–308.

[25] Rezaei Kahakhaee M., Ali Musa M., Ghasemi M., *"Determination of Physical Conditions of Crystallization in Lahkhash Granodiorite and Its Dykes",* Iranian journal of crystallography and mineralogy. 2 (2017) 311- 328.

[26] Whitney J. A., *"Origin and evolution of silicic magmas"*, Reviews in Economic Geology 4(1989) 183-203.

[27] Cox K. G., Bell J. D., Pankhurst R. J., *"The interpretation of igneous rocks",* George Allen and Unwin, London, (1979) 450 pp.

[28] Le Bas M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen A., Zanettin B. A., *"Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali- silica diagram",* Journal of petrology. 27(1986) 745-750.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.8.7]
[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.839]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1398.27.4.8.7]

[DOI: 10.29252/ijcm.27.4.839]

island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge", Earth and Planetary Science Letters 114(2): 491-504.

[52] Gust D. A., Arculus R. A., Kersting A. B., *"Aspects of magma sources and processes in the Honshu arc"*, The Canadian Mineralogist 35 (1977):347-365.

[53] Tatsumi Y., Hamilton D. L., Nesbitt R. W., *"Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high- pressure experiments and natural rocks"*, Journal of Volcanology and Geothermal Research 29(7) (1986) 293-310.

[54] Keppler H., *"Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction zone fluids. Nature"*, 380(1996)237-240.

[55] Sun S. S., McDonough W. F., *"Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, magmatism in ocean basins"*, Geological Society of London, special publication, 42(1989) 313-345.

[56] Weaver B. L., Tarney J., *"Empirical approach to estimating the composition of the continental crust"*, Nature. 310(1984)575-577.

[57] Tchameni R., Pouclet A., Penay J., Ganwa A., Toteu S., *"Petrography and geochemistry of the Ngaondere Pan–African granitoids in Central North Cameroon: Implication for their sources geological setting"*, Journal of African Earth Sciences, 44(2006) 511-529.

[58] Chappel B. W., White A. J. R, *"Two contrasting granite types.25 years later"*, Australian Journal of Earth Sciences, (2001) 489-499.

[59] Temel A., Gundogdu M.N., Gourgaud A., *"Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey"*, Journal of volcanology and geothermal research, 85 (1998) 327–354.

[60] Chappell B.W., Bryant C. J., Wyborn D., White A. J. R., Williams I. S., *"High and low Temperature I-type granites"*, Resource Geology, 48 (1998) 225-236.

[61] Harri N. B. W., Pearce J. A., Tindle A. G., *"Geochemical characteristics of collision-zone*

[41] Nakamura N., *"determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites"*, Geochimca et Cosmochim Acta 38(1974) 757- 775.

[42] Gill J. B., *"Orogenic andesites and plate tectonics"*, Berlin, Springer, (1981), 412pp.

[43] Taylor S. R., McLennan S.M., *"The continental crust: its composition and evolution"*, Blackwell Scientific Publication, Carlton, (1985) 312.

[44] Djouka-Fonkwe M. L., Schulz B., Schu U., Tchouankoue J.P., Nzolang C., *"Geochemistry of the Bafoussam Pan-African I- and S-type granitoids in western Cameroon"*, Journal of African Earth Sciences, 50(2008)148–167.

[45] Dostal J., Breitsprecher K., Church B.N., Thorkelson D., Hamilton T. S., *"Eocene melting of Precambrian lithospheric mantle: Analcime-bearing volcanic rocks from the Challis-Kamloops belt of south central British Columbia"*, Journal volcanology and geothermal research, 126 (2003) 303-326.

[46] Avanzinelli R., Lustrino M., Mattei M., Melluso L., Conticelli S., *"Potassic and ultrapotassic magmatism in the circum-Tyrrhenian region: Significance of carbonated politic vs. politic sediment recycling at destructive plate margine"*, Lithos, 113 (2009) 213-227.

[47] Tompson R. N., *"British Tertiary volcanic province: Scottich Geology"*, 18 (1982) 49-107.

[48] Castillo P. R., Rigby S. J., Solidum R. U., *"Origin of high field strength element enrichment in volcanic arcs: geochemical evidence from the Sulu Arc, Southern Philippines"*, Lithos, 9(2006): 271-288.

[49] Khan M. A., Jan Q. M., Weaver B. L., *"Evolution of the lower arc crust in Kohistan, N. Pakistan: temporal arc magmatism through early, mature and intra arc rift stages. In: Treloar, P.J., Searle, M.P (Eds.), Himalayan Tectonics"*, Geological Society London, 74(1993) 123–128.

[50] Hawkesworth C. J., Hergt J. M., Ellam R. M., Mc Dermott F., *"Element fluxes associated with subduction related magmatism"*, Philosophical Transactions of the Royal Society of London. 335(1991):393-405.

[51] Woodhead J., Eggins S., Gamble J., *"High field strength and transition element systematic in*

Ngaoundere Pan- African granitoids in central North Cameroon: Implications for their sources and geological setting", Journal of African Earth Sciences. (2006)511-529.

[64] De Paolo D. J., *"Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization"*, Earth Planetary Science Letters, 53(1981)189-202.

magmatism, In: Coward M, P, Ries A, C, Eds". Collision Tectonics Geological Society of London, 19 (1986) 67-81.

[62] Martin H., *"The mechanisms of petrogenesis of the Archaean comparison with modern processes"*, Lithos 30(1993)373-388.

[63] Tchameni R., Pouclet A., Penaye J., Ganwa A.A., *"Petrography and geochemistry of the*